ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, 2024, том 55, №4, с. 111–128

ЭКЗОГЕННАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 551.435.122(571.53)

ХРОНОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЙМЕННЫХ ГЕНЕРАЦИЙ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. БЕЛОЙ (ВЕРХНЕЕ ПРИАНГАРЬЕ)[#]

© 2024 г. В. А. Голубцов[1,*], М. Ю. Опекунова[1,2,], М. В. Смирнов[1,3]**

[1] Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия
[2] Иркутский национальный исследовательский технический университет, Иркутск, Россия
[3] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
** E-mail: tea_88@inbox.ru*
*** E-mail: opek@mail.ru*

Поступила в редакцию 25.04.2023 г.
После доработки 17.06.2024 г.
Принята к публикации 25.09.2024 г.

В целях реконструкции голоценовой истории развития долины р. Белой проведено геоморфологическое изучение ключевого участка долины в нижнем течении. Проанализировано пространственное распределение пойменных генераций различной морфологии и низких террасовых уровней. Для уточнения возрастных соотношений различных поверхностей проведено исследование фациального строения и состава рыхлых отложений десяти разрезов и семи скважин, заложенных на поперечном профиле, методом радиоуглеродного датирования установлен возраст формирования аллювиальных толщ. Строение продольного профиля поймы и русла, отсутствие признаков конструктивного накопления аллювия позволяет предполагать отсутствие влияния тектонического фактора на формирование аллювия пойм и низких террас р. Белой в голоцене. Тем не менее контроль развития ряда излучин в нижнем течении р. Белой системой линеаментов и связанная с этим стабильность данных форм рельефа обусловила их репрезентативность для оценки ритмики аллювиального осадконакопления и развития флювиальных процессов рельефообразования в голоцене. Ландшафтно-климатические изменения финала позднеледниковья и голоцена обусловили чередование стадий высокой и низкой водности и связанные с ними этапы развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна. Этапы относительно невысокого речного стока, характерного для временных интервалов 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 и 0.3-0 тыс. кал. л. н. сменяются этапами высокой водности и активного осадконакопления на поймах 7.0–5.6; 4.5–4.1 и 2.3–0.3 тыс. кал. л. н. Развитие флювиальных процессов и ритмичность формирования исследуемых пойм хорошо вписывается в общий контекст колебаний температуры и увлажнения в регионе на протяжении позднеледниковья и голоцена, позволяя рассматривать поймы левобережных притоков р. Ангара в качестве значимых палеогеографических архивов.

Ключевые слова: речные долины, пойменно-русловые комплексы, аллювиальные отложения, голоцен, Байкальский регион

DOI: 10.31857/S2949178924040073, **EDN:** FGISXJ

1. ВВЕДЕНИЕ

Флювиальный морфолитогенез играет важную роль в преобразовании рельефа Предбайкалья (Плоскогорья... 1971; Opekunova et al., 2023). Принимая отклик флювиальных систем на ландшафтно-климатические изменения в качестве одного из важнейших индикаторов развития природной среды (Bridge, 2003; Малолетко, 2008; Panin et al., 2017), очевидно, что анализ истории флювиального рельефообразования – необходимый этап в осмыслении эволюции и динамики региональных ландшафтов. На фоне возрастающей динамичности гидроклиматических изменений (IPCC, 2021) понимание длительных (вековых и тысячелетних) ритмов флювиального рельефообразования имеет решающее значение для прогнозирования развития эрозионно-русловых речных систем.

Несмотря на значительную разработанность вопросов отклика эрозионно-русловых речных систем на длительные и масштабные ландшафтно-климатические изменения в Предбайкалье, в частности ледниково-межледниковые циклы

[#] *Ссылка для цитирования*: Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Смирнов М.В. (2024). Хронология и условия формирования пойменных генераций нижнего течения р. Белой (Верхнее Приангарье). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 4. С. 111–128. https://doi.org/10.31857/S2949178924040073; https://elibrary.ru/FGISXJ

плейстоцена (Логачев и др., 1964; Литвинцев, Тараканова, 1970; Равский, 1972; Ендрихинский, 1982; Мац и др., 2002; Уфимцев и др., 2010; Shchetnikov et al., 2016), значительно меньше внимания уделяется вопросам ритмики гидрологических событий в голоцене, когда, как известно, происходило геоморфологическое оформление пойменных поверхностей.

В настоящий момент данные о возрасте и строении пойменных отложений на исследуемой территории весьма ограничены (Плоскогорья... 1971; Ендрихинский, 1982; Куклина, Воробьева, 2019; Голубцов, Опекунова, 2022). Основная часть опубликованных работ затрагивает вопросы формирования низких террасовых уровней, прежде всего, в контексте археологической проблематики (Мезолит... 1971; Цейтлин, 1979; Holocene... 2017; Савельев, Уланов, 2018). Специфика такого подхода обусловила получение большого объема данных по локальным местоположениям и, в то же время, их неполноту в части комплексной оценки развития речных долин.

Факт преимущественно голоценового возраста речных пойм Предбайкалья (Логачев и др., 1964; Плоскогорья... 1971; Равский, 1972), безусловно, нуждается в конкретизации, так как не позволяет в должной мере раскрыть закономерности пространственно-временной дифференциации пойменных поверхностей, знания о которой являются ключом к выявлению ведущих факторов формирования речных долин в голоцене. Важный вклад решение проблемы их возраста могло бы внести и в детализацию хронологии экстремальных гидрологических событий (Benito et al., 2015; Bird et al., 2019; Pears et al., 2020).

Цель данной работы – реконструкция основных этапов развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна в голоцене на основании данных по строению и возрасту аллювиальных толщ, слагающих поймы и низкие террасы.

2. ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Река Белая, один из основных левых притоков р. Ангары в пределах Верхнего Приангарья, имеет протяженность 359 км и отнесена к типу горно-равнинных рек (Лексакова, 1987). Площадь ее водосборного бассейна составляет около 18 тыс. км^2. Бассейн занимает различные в геодинамическом отношении территории (горные сооружения Восточного Саяна, его предгорья и Присаянский прогиб), отличающиеся дифференцированным характером новейших тектонических движений различной амплитуды (Воскресенский, 1968; Золотарев, 1981) на стыке орогенной и платформенной областей (рис. 1).

Расположение значительной части водосборного бассейна в горной области Восточного Саяна сказывается на распределении внутригодового стока, расходов воды и стока наносов, благодаря

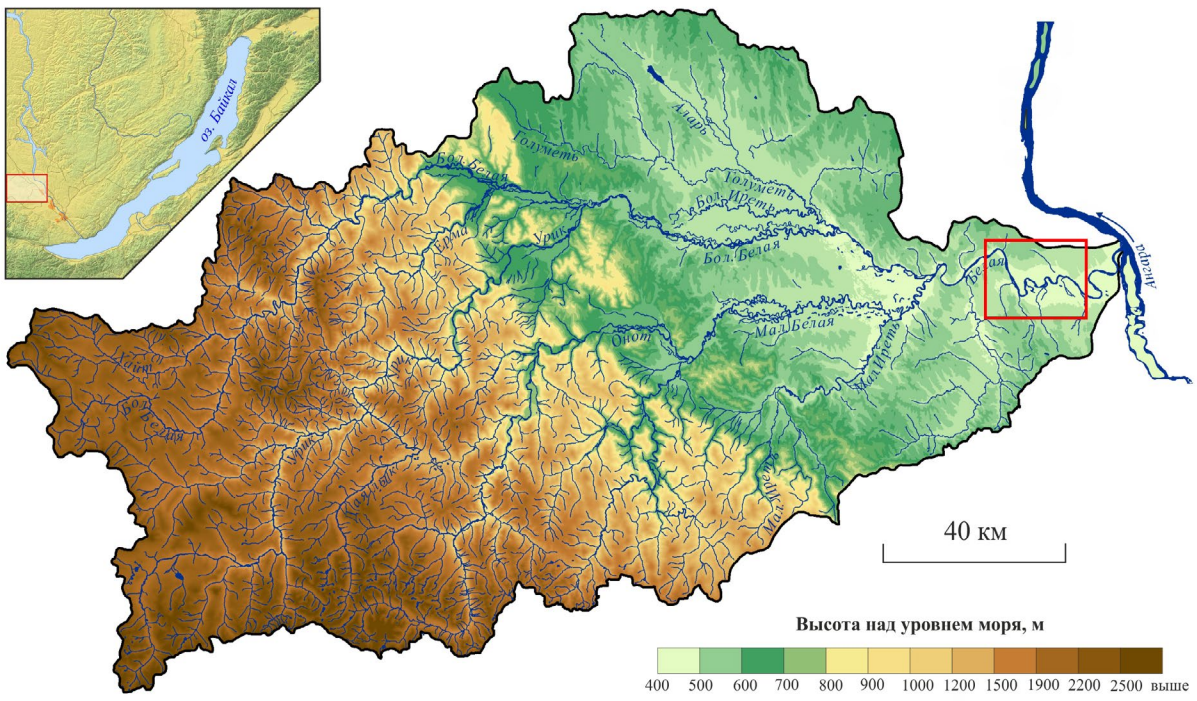

Рис. 1. Положение исследуемой территории в пределах бассейна р. Белой.

Fig. 1. Location of investigated territory within the Belaya River basin.

чему река в летний период получает максимальное питание за счет дождевых осадков, таяния снега и наледей (Атлас... 2004). Максимальные расходы воды в период летнего паводка достигают 5140 м^3/с (Автоматизированная... 2021). Изменение мутности воды и расходов взвешенных наносов хорошо согласуется с годовым ходом расходов воды. Максимальные среднемесячные расходы и мутность в летний период достигают 5600 г/м^3.

Своеобразие развития Присаянского цокольного предгорного прогиба с постоянной выраженностью дифференцированных тектонических движений, усилением роста синклинальных депрессий и разделяющих их антиклинальных гряд, а также незначительной аккумуляцией терригенного материала (Плоскогорья... 1971) обусловило сложное тектоническое (Тектоническая... 1962) и морфоструктурное строение территории.

В нижнем течении р. Белой (от слияния рек Малая и Большая Белая) развиты преимущественно адаптированные и врезанные типы русла (Голубцов, Опекунова, 2022), приуроченные к линейным тектоническим нарушениям северо-западного и северо-восточного простирания (Аржанникова, Аржанников, 2005), широкопойменные участки занимают 33% (Голубцов, Опекунова, 2022). Такое сочетание свидетельствует о развитии территории нижнего течения р. Белой в условиях дифференцированных неотектонических движений относительно небольшой амплитуды.

При этом логично выделять здесь, с одной стороны, участки поднятий с преимущественным развитием процессов денудации, где русло имеет эрозионно-тектонический характер с крутыми обрывами. С другой стороны – участки опусканий с преобладанием аккумулятивных процессов в плейстоцене и голоцене. Такие участки выражены в рельефе в виде депрессий, разделенных зонами поднятий. Наиболее выраженной является Холмушино-Тайтурская впадина, в пределах которой хорошо развит террасовый комплекс (рис. 1, 2).

В геологическом строении территории нижнего течения р. Белой в основном участвуют породы

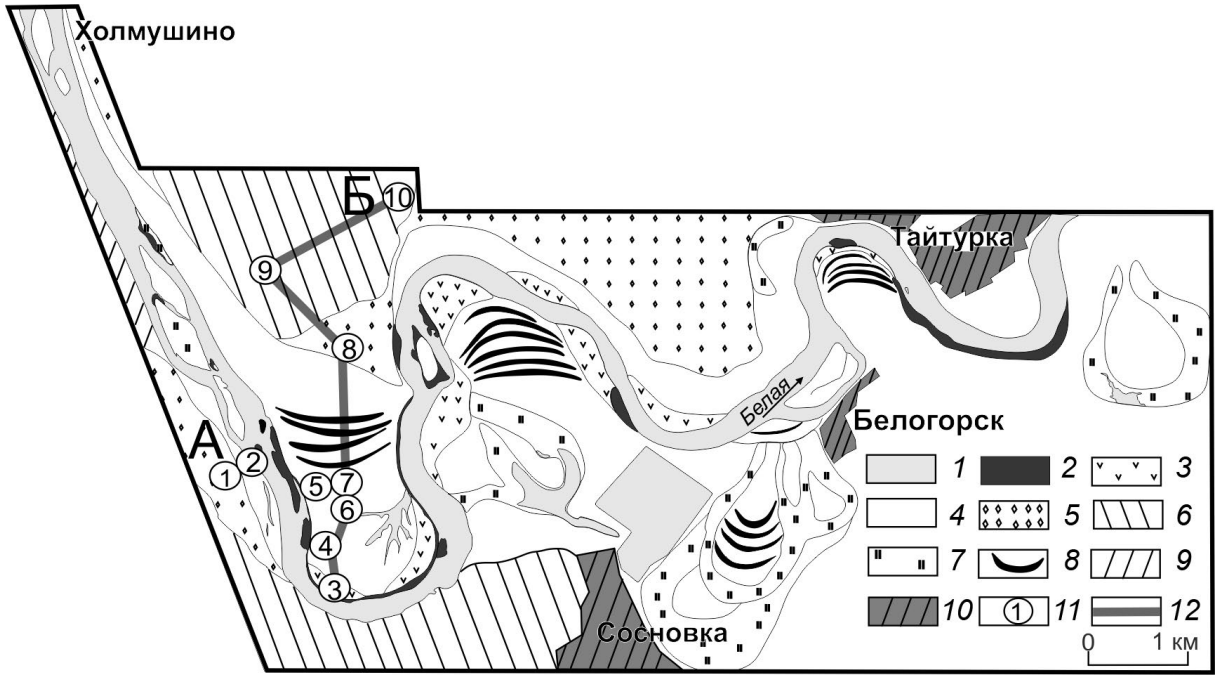

Рис. 2. Геоморфологическая схема участка исследования.
1 – водные объекты; *пойма*: *2* – низкая, *3* – средняя, *4* – высокая; *террасы*: *5* – первая, *6* – вторая и третья; *7* – палеорусла; *8* – гривы на пойме; *9* – коренные склоны; *10* – застроенные территории; *11* – разрезы отложений (1 – Могой-2, 2 – Могой-1, 3 – Б-1-22, 4 – Б-2-22, 5 – Б-19, 6 – Б-7-22, 7 – Б-4-22, 8 – Б-5-22, 9 – Холмушино, 10 – Березовый); *12* – поперечный профиль..

Fig. 2. Geomorphological structure of investigated territory.
1 – water objects; *floodplain*: *2* – low, *3* – middle, *4* – high; *terraces*: *5* – first terrace, *6* – second and third terraces; *7* – oxbows (bottoms of former channels); *8* – crests; *9* – bedrock slopes; *10* – built-up areas; *11* – pits and boreholes (1 – Mogoy-2, 2 – Mogoy-1, 3 – B-1-22, 4 – B-2-22, 5 – B-19, 6 – B-7-22, 7 – B-4-22, 8 – B-5-22, 9 – Kholmushino, 10 – Berezovyi); *12* – cross section.

кембрия и юры и отложения плейстоцена и голоцена. Нижнекембрийские толщи представлены серыми плитчатыми, кремнистыми доломитами и известняками. Юрские толщи сложены конгломератами, песчаниками и угленосными алевролитами (Геология СССР, 1962). Рыхлые отложения плейстоцена и голоцена залегают относительно маломощным чехлом на водоразделах и заметно наращивают свою мощность в пределах впадин, формируя разновозрастные террасы (Логачев и др., 1964; Литвинцев, Тараканова, 1970; Равский, 1972). Высоты террас достигают 80 м. Отличительная особенность низких террас – их небольшая (преимущественно 0.5–1 км) ширина, для высоких террас характерна морфологическая невыраженность (сглаженные уступы, бровки).

Для восстановления основных этапов развития долины р. Белой в ее нижнем течении проанализировано пространственное распределение пойменных генераций различной морфологии и низких террасовых уровней в пределах Холмушино-Тайтурской депрессии. Анализ выполнен на основании данных полевого геоморфологического обследования и обработки синтезированных спутниковых изображений высокого разрешения, полученных из открытых источников (программный комплекс SASPlanet). Также привлекались данные цифровых моделей рельефа территории SRTM с пространственным разрешением 30 м.

Для определения особенностей формирования различных генераций пойменного массива и низких террас проведено исследование фациального строения, состава и возраста рыхлых отложений семи скважин, пробуренных до кровли галечников ручным буром Eijkelkamp, а также десяти разрезов, заложенных на поперечном профиле в расширении долины р. Белой в районе Холмушинской излучины (рис. 3).

Характеристика текстуры отложений дана в соответствии с принципами, предложенными в (Ботвинкина, 1965), в основе которых лежит применение генетических признаков слоистых текстур при литолого-фациальном анализе. Оценка последовательности накопления аллювиальных отложений выполнена путем определения возраста погребенных почв (органического материала их гумусовых горизонтов) и торфов радиоуглеродным методом со сцинтилляционным измерением активности ^{14}C в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот. В тексте приводятся калиброванные даты, калибровка которых выполнена с использованием шкалы IntCal20 (Reimer et al., 2020).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Геоморфологическое строение участка исследования

Выделяются три уровня надпойменных террас с высотами до 18 м и четыре основных генераций пойм (рис. 2) с относительными отметками над урезом реки до 7 м. Высокая пойма достигает высоты 7 м, первая надпойменная терраса высотой 9–11 м, третья терраса имеет высоты 14–18 м. Вторая терраса представлена фрагментарно, что обусловлено слиянием ее поверхности на ряде участков с поверхностью третьей террасы за счет широкого распространения эоловых массивов (Голубцов и др., 2020). По соотношению друг к другу вторая и третья террасы – врезанные, вторая и первая – прислоненные. По соотношению аллювиальной пачки и коренных пород – все цокольные.

Рассматриваемая территория расположена на контакте участка поднятия с зоной опускания (рис. 1) и информативна с точки зрения оценки влияния морфоструктурного плана на развитие флювиальных процессов. Сочленение врезанного Холмушинского и широкопойменного Тайтурского участков в районе устья р. Могой выражено переходом относительно прямолинейного разветвленного русла (длина 6.7 км) во вписанную излучину (длина 3.7 км) синусоидальной формы.

Прямолинейный участок ориентирован в субмеридиональном направлении и характеризуется односторонними и чередующимися односторонними разветвлениями. В верхнем крыле излучины на правом берегу отмечаются уровни низкой (высотой до 1.5 м) и высокой (высотой до 4 м) пойм (разрез Могой-1), которые сочленяются с уступом первой террасы (разрез Могой-2, высота уступа 7–8 м), имеющим разную степень выраженности. Высокая пойма сегментно-гривистого типа занимает шпору излучины русла.

Относительно прямолинейный отрезок и верхнее крыло излучины контролируется системой линеаментов северо-западного простирания (рис. 2). Данное обстоятельство обусловило стабильность верхнего крыла Холмушинской излучины в ходе ее формирования и смещение ее вершины в юго-восточном направлении. Участки переформирования русла отмечены лишь в нижнем крыле, расположенном непосредственно в пределах впадины, где ниже по течению развиты свободные излучины. Ось пояса меандрирования здесь ориентирована в северо-восточном направлении.

Подобная стабильность излучины обуславливает ее репрезентативность для оценки ритмики аллювиального осадконакопления и развития флювиальных процессов рельефообразования в голоцене.

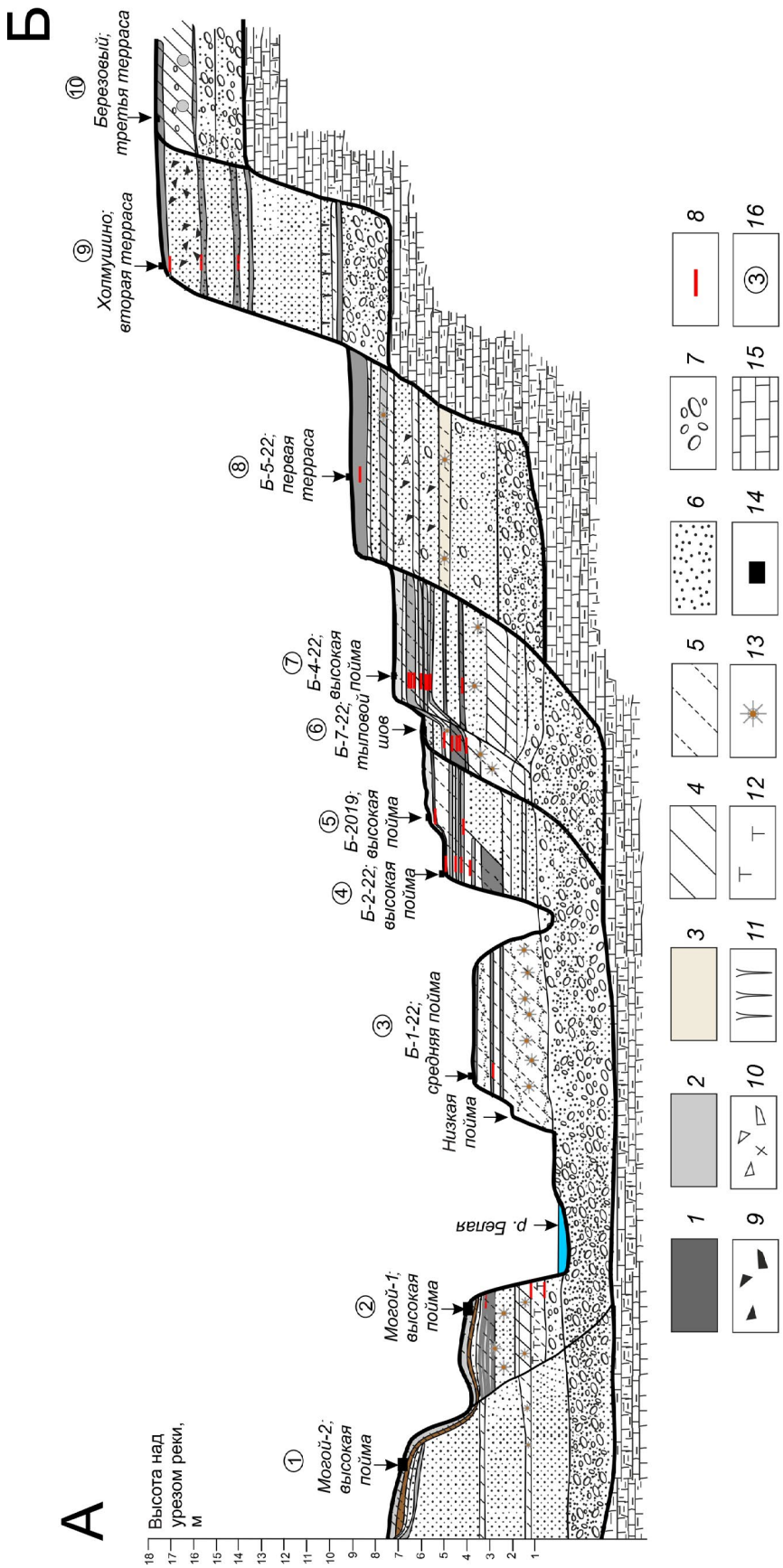

Рис. 3. Геологический профиль через долину р. Белой.
1–3 – горизонты погребенных почв; *4* – суглинки; *5* – супеси; *6* – пески; *7* – галька; *8* – места отбора образцов для радиоуглеродного датирования; *9* –включения угольков; *10* – грубообломочные включения; *11* – криогенные деформации отложений; *12* – торфы; *13* – признаки переменного окислительно-восстановительного режима; *14* – точки заложения разрезов и скважин; *15* – коренные породы; *16* – нумерация разрезов.

Fig. 3. Cross-section across the Belaya River valley.
1–3 – buried soils horizons; *4* – loams; *5* – sandy loams; *6* – sands; *7* – pebbles; *8* - sampling sites for radiocarbon dating; *9* – charcoals; *10* – debris inclusions; *11* – cryogenic features; *12* – peats; *13* – red-ox features; *14* – investigated sections and boreholes; *15* – bedrock; *16* – section numbers.

3.2. Строение и радиоуглеродный возраст рыхлых отложений

Разрезами вскрывается строение отложений средних (Б-1-22) и разных генераций высоких (Б-2019, Б-2-22, Б-7-22, Могой-1, Б-4-22, Могой-2) пойм, I (Б-5-22), II (Холмушино) и III (Березовый) надпойменных террас (рис. 3, 4). Разброс высотных отметок кровли галечниковых отложений одинаков для II–III, I–II террас и составляет порядка 7 м. Исследуемые толщи сложены чередующимися в вертикальном профиле разнозернистыми песками и супесями. Реже фиксируются суглинистые отложения, совпадающие, как правило, с профилями погребенных почв (рис. 4). В подошве пойменных фаций встречаются погребенные прослои торфов (разрез Могой-1). Часто фиксируются признаки переменного окислительно-восстановительного режима в виде охристых пятен и мелких конкреций, чередующихся с ореолами сизоватых оттенков, включения грубообломочного материала немногочисленны.

Наибольшее количество погребенных почв зафиксировано в отложениях высоких пойм. Преимущественно они относятся к органо-аккумулятивному отделу и представлены темногумусовыми и серогумусовыми типами. Для многих почв фиксируются признаки начального формирования срединной части профиля. Для ряда почв фиксируются признаки, указывающие на их преимущественно синлитогенное развитие (разрезы Б-4-22 и Б-7-22), при интенсивном поступлении минерального субстрата на поверхность. Календарный возраст почв варьирует от современности до 7.2 тыс. кал. л. н. (рис. 4, табл. 1). На первых террасах сформированы полноразвитые черноземы, характеризующиеся значительной мощностью профиля (разрез Б-5-22), время начала их формирования оценивается средним голоценом (рис. 4, табл. 1). В основании эоловых песчаных образований, перекрывающих аллювиальные отложения второй надпойменной террасы (разрез Холмушино), сформированы аллювиальные почвы позднеледникового возраста. Ниже, на контакте с галечниками фиксируются фрагменты профилей погребенных почв, предположительно, финально-каргинского (МИС 3) возраста. Одним из надежных признаков, позволяющих относить рассматриваемые почвы к этому времени, могут служить значительные криогенные нарушения (псевдоморфозы, грунтовые жилы) перекрывающих эти почвы отложений. Одна из наиболее интенсивных фаз криогенеза отмечается на исследуемой территории в начале МИС-2 (Ryzhov, Golubtsov, 2021).

В целом строение аллювия реки Белой, выявленное при анализе поперечного профиля (рис. 3), позволяет рассматривать его в качестве аккумулировавшегося в перстративную динамическую фазу. Об этом свидетельствуют нормальная его мощность, наличие всех фаций и их соотношение (Ламакин, 1950). Такой вывод важен в контексте локализации участка исследования в месте заложения расширения речной долины.

Ряд авторов предполагает (Аржанников, Аржанникова, 2005; Чипизубов и др., 2001) важное влияние сейсмотектонической активности на развитие рельефа рассматриваемой территории, указывая, в частности, и на позднеплейстоцен-голоценовый возраст деформаций в отложениях. Проявление тектонических событий в это время, безусловно, нашло бы свое отражение в особенностях аккумуляции аллювия, тем более, в условиях выхода русла реки в пределы расширения ее долины. С учетом плавной формы продольного профиля поймы и русла в бассейне р. Белой (Голубцов, Опекунова, 2022), допустимо предположить, что тектонические движения не оказывали заметного влияния на развитие речной долины, по крайней мере, в голоцене. Это позволяет не рассматривать влияние тектонического фактора на формирование аллювия пойм и низких террас р. Белой. В то же время морфоструктурный план исследуемой территории создал важные предпосылки, определившие отклик флювиальных процессов на гидроклиматические изменения в голоцене.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Одним из важных индикаторов колебаний речного стока может служить динамика развития эоловых форм рельефа на террасах нижнего течения р. Белой (разрез Холмушино). Время максимального проявления эоловых процессов здесь – финал позднеледниковья и ранний голоцен (Голубцов и др., 2020) – хорошо соотносится с аккумуляцией мощных песчаных толщ в долине на предшествовавших этапах ее развития и отсутствием следов закрепления былых поверхностей в виде почв. Низкий уровень атмосферного увлажнения, характерный для данного временного промежутка (Tarasov et al., 2007; Bezrukova et al., 2010), низкие температуры и сохранявшаяся многолетняя мерзлота (Ryzhov, Golubtsov, 2021) позволяют предполагать малый речной сток в это время, что обуславливало наличие в долине обширных незакрепленных участков прирусловых отмелей и пойм, длительное время находившихся в обсохшем состоянии и способствовало активному перевеванию аллювия. По мере развития исследуемого участка долины и смещения русла на фоне посте-

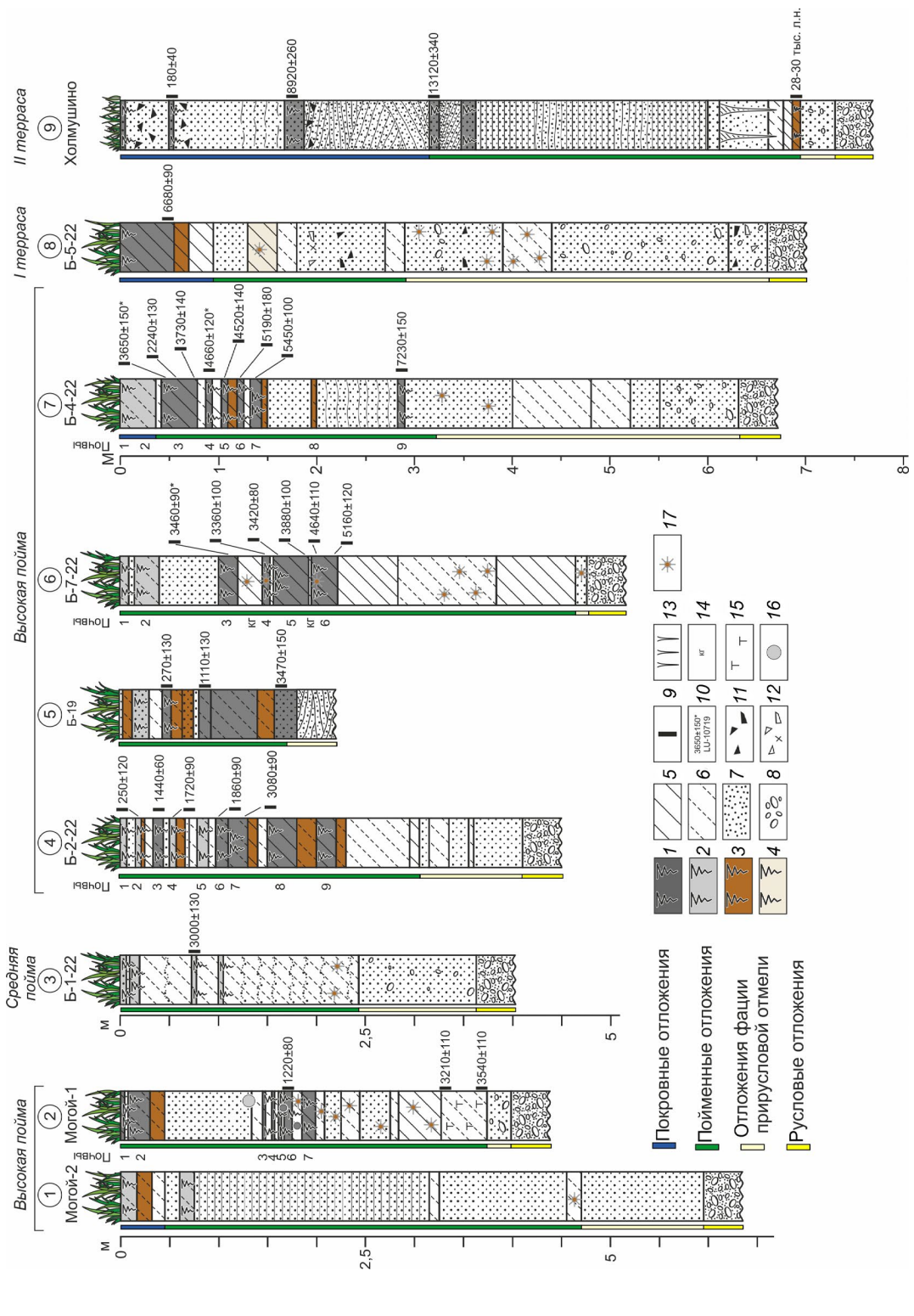

Рис. 4. Строение исследуемых разрезов и возраст погребенных почв.
Горизонты погребенных почв: *1* – темногумусовые, *2* – серогумусовые, *3* – иллювиальные, *4* – аккумулятивно-карбонатные; *5* – суглинки; *6* – супеси; *7* – пески; *8* – галька; *9* – места отбора образцов для проведения радиоуглеродного датирования; *10* – календарный возраст; *11* – углистые включения; *12* – грубообломочные включения; *13–14* – криогенные деформации; *15* – погребенный торф; *16* – кротовины; *17* – признаки переменного окислительно-восстановительного режима.

Fig. 4. Structure of investigated sections and radiocarbon age of paleosols.
Horizons of buried soils: *1* – dark humus, *2* – gray-humus, *3* – illuvial, *4* – carbonate accumulative; *5* – loams; *6* – sandy loams; *7* – sands; *8* – pebbles; *9* – samples for radiocarbon dating; *10* – calendar age; *11* – charcoals; *12* – debris inclusions; *13–14* – cryogenic features; *15* – buried peats; *16* – krotovinas; *17* – red-ox features.

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст общего органического углерода в погребенных почвах и отложениях исследуемых разрезов
Table 1. Radiocarbon and calendar age of paleosols and deposits of investigated sections

Разрез (номер*)	Глубина, см	Лабораторный номер	Возраст	
			^{14}C	Календарный**
Могой-1 (2)	167–174	ЛУ-10892	1320±80	1220±80
	328–333	ЛУ-10893	3030±80	3210±110
	368–373	ЛУ-10894	3300±90	3540±110
Б-1-22 (3)	73–77	ЛУ-10727	2850±100	3000±130
Б-2-22 (4)	16–20	ЛУ-10735	240±60	250±120
	33–43	ЛУ-10736	1550±60	1440±60
	50–58	ЛУ-10737	1820±70	1720±90
	98–105	ЛУ-10738	1940±70	1860±90
	125–135	ЛУ-10739	2930±60	3080±90
Б-19 (5)	45–50	ЛУ-9638	250±70	270±130
	85–90	ЛУ-9639	1190±130	1110±130
	165–170	ЛУ-9640	3240±120	3470±150
Б-7-22 (6)	110–115	ЛУ-10740	3230±80	3460±90
	145–152	ЛУ-10741	3160±80	3360±100
	155–160	ЛУ-10742	3200±70	3420±80
	184–189	ЛУ-10743	3580±70	3880±100
	195–205	ЛУ-10744	4110±70	4640±110
	212–221	ЛУ-10745	4520±70	5160±120
Б-4-22 (7)	41–50	ЛУ-10719	3390±120	3650±150
	55–65	ЛУ-10723	2250±90	2240±130
	70–79	ЛУ-10724	3460±110	3730±140
	88–94	ЛУ-10725	4140±90	4660±120
	102–109	ЛУ-10726	4020±80	4520±140
	119–126	ЛУ-10720	4540±130	5190±180
	132–144	ЛУ-10721	4730±90	5450±100
	283–290	ЛУ-10722	6340±130	7230±150
Б-5-22 (8)	45–55	ЛУ-10728	5870±70	6680±90
Холмушино (9)	50–52	ЛУ-8451	180±40	180±40
	177–183	ЛУ-8452	8020±210	8920±260
	315–320	ЛУ-8453	11 220±340	13 120±340

Примечание: * – согласно рис. 2 и рис. 3; ** – калибровка радиоуглеродных дат выполнена с использованием шкалы IntCal20 (Reimer et al., 2020).

пенного роста температур, увлажнения (Tarasov et al., 2007; Bezrukova et al., 2010) и увеличения водности реки в течение 12.9–9.0 тыс. кал. л. н., происходит снижение площади незакрепленных прирусловых отмелей и дальнейшее существенное снижение активности эолового переноса (Голубцов и др., 2020) (рис. 5).

Рубеж раннего и среднего голоцена (9.0–7.0) ознаменовался в Прибайкалье наиболее теплым и влажным климатом (Tarasov et al., 2007; Tarasov et al., 2009; Bezrukova et al., 2010). В это время в регионе наблюдается одна из наиболее выраженных фаз расширения таежных ландшафтов, совпадающая с повышением количества осадков (Tarasov et al., 2007; Bezrukova et al., 2010; Kobe et al., 2020). Отмечаются выраженные трансгрессивные фазы озер Восточного Забайкалья (Баженова, Черкашина, 2018). Однако предполагается, что общий рост атмосферного увлажнения компенсировался ростом летних температур и испаряемости (Tarasov et al., 2009; Bezrukova et al., 2022). Рост летних температур, особенно выраженный во второй половине данного временного интервала, фиксируется и по повышенному содержанию диатомовых, важного маркера ландшафтно-климатических изменений, в донных отложениях оз. Байкал (Karabanov et al., 2000) (рис. 5).

Снижение уровня влагообеспеченности в летний период является важным обстоятельством, учитывая, что реки исследуемой территории характеризуются руслоформирующими расходами воды, которые проходят при затопленной пойме (Чалов, 2011), т.е. в основном периодические русловые и береговые деформации происходят в период летних паводков. Это подтверждается корреляцией современных русловых деформаций левобережных притоков р. Ангара с выделенными за период инструментальных наблюдений этапами водности (Opekunova et al., 2023).

Таким образом, обозначенные климатические особенности могли повлиять на снижение руслоформирующих расходов воды, понизить частоту и длительность затопления пойм. Подтверждением данному предположению служит развитие полноразвитых почв на поймах того времени, фиксирующееся в долине р. Белой около 9.2–8.0 тыс. кал. л. н. (Куклина, Воробьева, 2019). Уменьшение высоты половодий приводило к выходу из-под уровня затопления наиболее высоких частей пойм того времени и оформлению фрагментов поверхностей нынешних II надпойменных террас, а также началу пойменного осадконакопления на участках нынешней I террасы. Это время маркируется началом формирования чернозема в разрезе Б-5-22 (7.0–6.7 тыс. кал. л. н.) и формированием аллювиальной почвы в разрезе Б-4-22 (7.2 тыс. л. н.) (рис. 4, 5). Снижение водности р. Белой в это время хорошо вписывается в контекст снижения стока рек Северной Евразии в оптимум голоцена (Сидорчук и др., 2012).

Описываемый этап сменяется фазой активного осадконакопления на поймах 7.0–5.6 тыс. кал. л. н. и находит отражение в ранее изученных разрезах нижнего течения р. Белой (Куклина, Воробьева, 2019). Тем не менее анализ палеоклиматических данных говорит о росте континентальности климата в это время, снижении уровня атмосферного увлажнения (рис. 5), дальнейшем росте летних температур (Tarasov et al., 2007). Подобные климатические изменения могли оказать существенное влияние на снижение баланса массы ледников (Batbaar et al., 2018). Существуют свидетельства, указывающие на минимальный возраст отступания ледников и окончание оледенения в долине реки Сенца (Восточный Саян) около 7 тыс. кал. л. н. (Batbaar, Gillespie, 2016). Исследования донных отложений прогляциальных озер (Stepanova et al., 2019) указывают на значительную (вплоть до полного исчезновения) деградацию горного оледенения на юге Восточной Сибири, в частности в горах Восточного Саяна и Монголии (Schwanghart et al., 2008), в термический оптимум голоцена. В то же время ранее 7 тыс. кал. л. н. климат был более благоприятен для существования ледников, так как фазы роста некоторых из них в Восточном Саяне, на Алтае и в горах Монголии отмечаются в раннем голоцене (Batbaar et al., 2018).

Учитывая характер питания реки Белой и других левобережных притоков р. Ангары (Атлас... 2004), таяние ледников в оптимум голоцена должно было в существенной степени отразиться на увеличении водности. Свой вклад в значительный рост водности рек на данном этапе могла вносить и деградация многолетней мерзлоты, фиксирующаяся на территории Окинского плоскогорья начиная примерно с 7 тыс. кал. л. н. (Безрукова и др., 2022). Совместно эти процессы могли вызвать значительный рост паводковой активности, что вполне согласуется с повсеместным отсутствием в бассейне р. Белой свидетельств стабилизации пойменных поверхностей в это время. В дальнейшем динамика ледников, по-видимому, оказывала более ограниченное влияние на колебания водности присаянских рек.

Любопытным является факт совпадения данного этапа развития долины р. Белой с периодом упадка ранненеолитической Китойской культуры, существовавшей в регионе с 9 до 7 тыс. кал. л. н. и прервавшейся 6.8–6.1 тыс. кал. л. н. (Tarasov et al., 2007). Учитывая, что практически все памятни-

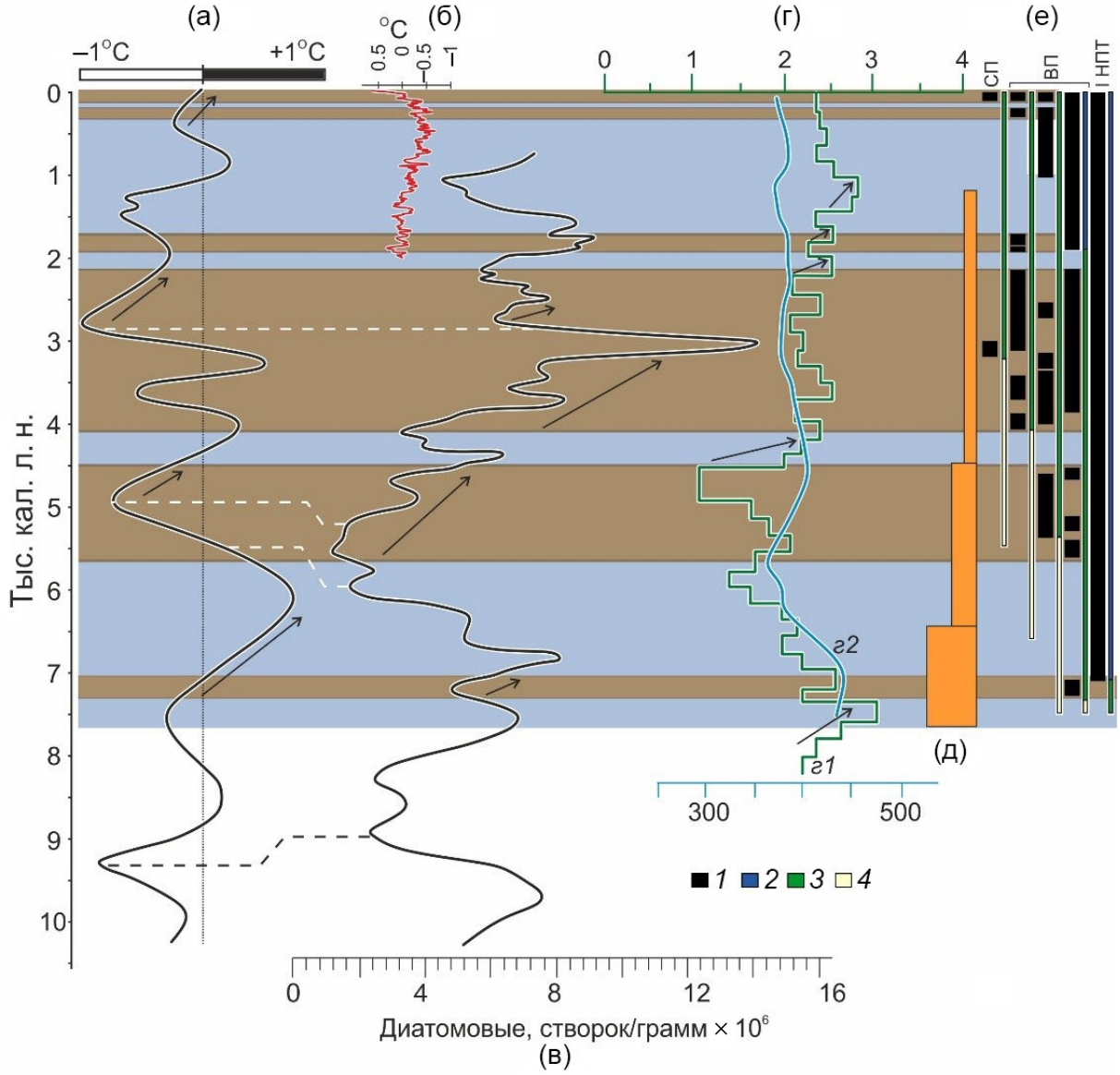

Рис. 5. Корреляция этапов формирования исследуемых пойменно-русловых комплексов и ландшафтно-климатических изменений голоцена.
(а) – температурные колебания в Прибайкалье (Воробьева, 2010); (б) – глобальные изменения температур за последние 2 тыс. л. (Mann et al., 2009); (в) – изменения содержания диатомовых в донных отложениях оз. Байкал (Karabanov et al., 2000); (г) – колебания влажности в Байкальском регионе, согласно (Wang, Feng, 2013, *г1*) и (Tarasov et al., 2007, *г2*); (д) – изменения интенсивности эоловых процессов в долине р. Белой (Голубцов и др., 2020); (е) – динамика развития исследуемых поверхностей (СП – средняя пойма; ВП – высокая пойма; I НПТ – первая надпойменная терраса).
1 – этапы почвообразования; *2* – покровные отложения; *3* – пойменные отложения; *4* – отложения фации прирусловой отмели. Голубые горизонтальные полосы соответствуют этапам повышенной водности, коричневые – снижению водности и низкой динамичности флювиальных процессов.

Fig. 5. Correlation between the stages of formation of the studied floodplain-channel complexes and landscape-climatic changes during the Holocene.
(а) – temperature fluctuations in Fore-Baikal region (Vorobyova, 2010); (б) – global changes of temperatures during last 2 kyr (Mann et al., 2009); (в) – changes in the content of diatoms in the bottom sediments of the Lake Baikal (Karabanov et al., 2000); (г) – humidity fluctuations in the Baikal region, according to (Wang, Feng, 2013, *г1*) and (Tarasov et al., 2007, *г2*); (д) – aeolian processes dynamics in the Belaya River valley (Golubtsov et al., 2020); (е) – dynamics of development of the studied surfaces (MF – middle floodplain; HF – high floodplain; I T – first terrace).
1 – stages of pedogenesis; *2* – cover deposits; *3* – floodplain deposits; *4* – sediments of the near-channel shallow facies. The blue horizontal stripes correspond to the stages of increased flood activity, the brown ones correspond to the decrease in flood activity and low dynamics of fluvial processes.

ки китойской культуры в долине р. Ангары и ее притоков были обнаружены в пределах речных долин (на высоких поймах и низких террасах), логичным кажется предположение о том, что: 1) следы материальной культуры этого времени могли быть уничтожены в результате размыва отложений вследствие роста паводковой активности; 2) рост водности рек заставил представителей данной культуры покинуть пониженные части долин.

Окончание интенсивной деградации горного оледенения в среднем голоцене совпало с этапом стабилизации пойменных поверхностей в долине р. Белой 5.6–4.5 тыс. кал. л. н., когда из субаквального режима седиментации выходит нынешняя высокая пойма. Общим климатическим фоном для данного временного отрезка стало продолжающееся снижение уровня атмосферного увлажнения (Tarasov et al., 2007; Wang, Feng, 2013). На обширных территориях Забайкалья фиксируется резкое снижение флювиальной активности, рост доли степной растительности в спорово-пыльцевых спектрах отложений, регрессивные фазы в развитии озерных бассейнов (Баженова, Черкашина, 2018). На снижение уровня оз. Хубсугул в районе 5.5 тыс. кал. л. н. указывают также (Fedotov et al., 2004).

Новый этап флювиальной активности, фиксирующийся по отсутствию свидетельств стабилизации пойменных поверхностей и аккумуляции аллювиальных толщ фиксируется 4.5–4.1 тыс. кал. л. н. (рис. 5). Примечательно, что он близок по времени к этапу резкого похолодания, которое нашло отражение в различных частях Северного полушария (Ran, Chen, 2019), а также в исследуемом регионе (Tarasov et al., 2007; Wang, Feng, 2013; Голубцов и др., 2017). В частности, для этого времени характерно существенное снижение количества диатомовых в донных осадках оз. Байкал (Karabanov et al., 2000). Анализ динамики ледников в это время говорит о возможном тренде к росту атмосферного увлажнения (Agatova et al., 2012; Stepanova et al., 2019). О росте увлажнения в это время свидетельствуют данные изучения озера Ган-Нур (Zhang et al., 2012; Feng et al., 2013), а также торфяников (Fukumoto et al., 2012) северной части Монголии и Лено-Ангарского плато (Безрукова, Белов, 2010).

Повышенную активность флювиальных процессов в бассейне р. Белой в ответ на подобные климатические изменения можно объяснить с позиции увеличения длительности холодного сезона года, роста объема накопленных зимних осадков, снижения эффективного испарения в условиях относительно холодного климата и, как следствие, роста уровня паводков. Усиление седиментации на поймах малых рек отмечается в это время в Селенгинском среднегорье (Рыжов и др., 2021). Однако для юго-Восточного Забайкалья это время, наоборот, оценивается как этап низкой водности рек и озер (Баженова, Черкашина, 2018; Базарова и др., 2008).

Последовавшее снижение уровня атмосферного увлажнения 4.1–2.1 тыс. кал. л. н. (Tarasov et al., 2007; Wang, Feng, 2013) вновь привело к падению водности реки, уменьшению частоты и высоты паводков. Благодаря этому в районе 4.1–4.0 тыс. кал. л. н. из субаквального режима осадконакопления выходит нынешняя средняя пойма, формируется плотный растительный покров и 4.1–3.4 и 2.8–2.1 тыс. кал. л. н. на всех исследуемых пойменных поверхностях формируются почвы. Этапы активного педогенеза фиксируются в это время на низких террасах малых рек (Рыжов и др., 2021), в верхних и средних звеньях флювиальной сети Селенгинского среднегорья (Голубцов и др., 2017), в озерных бассейнах Даурии (Баженова, Черкашина, 2018). Активизация педогенеза обусловила интенсивное перераспределение карбонатов и формирование карбонатных новообразований в почвах Верхнего Приангарья 3.6–3.3 тыс. кал. л. н. (Голубцов и др., 2021). Наиболее вероятно, что подобные явления связаны со значительным потеплением климата, фиксирующемся по существенному росту обилия створок диатомовых в донных осадках оз. Байкал (Karabanov et al., 2000) (рис. 5). Данное потепление, по мнению ряда авторов (Хотинский, 1977), приближалось по выраженности к температурному оптимуму голоцена.

Тем не менее на данном этапе выделяется и ряд этапов паводковой активности, когда активная морфодинамика речного русла приводила к размыву берегов, смыву почв и перемещению гумусированного материала в составе взвешенных наносов вниз по течению с последующей аккумуляцией их на вновь сформированных пойменных поверхностях. Такие эпизоды фиксируются по намытым почвам в разрезах Б-7-22 и Б-4-22 с довольно древним радиоуглеродным возрастом по отношению к подстилающей толще. Исходя из радиоуглеродного возраста почвы, формировавшейся *in situ* в разрезе Б-4-22 (2240±130 ЛУ-10723), возраст такого эпизода может быть оценен в 2.3–2.1 тыс. кал. л. н. Подобный эпизод размыва фиксируется и на предыдущем этапе развития долины в районе 4.5 тыс. кал. л. н. по инверсии радиоуглеродного возраста почвы 4 разреза Б-4-22.

Фазы роста флювиальной активности в долине р. Белой в последние 2.1 тыс. л. н. выглядят менее продолжительными, в то же время растет их

повторяемость. Они совпадают с относительными пиками интенсивности увлажнения на кривой (Wang, Feng, 2013), составленной на основе синтеза палеоклиматической информации по Прибайкалью (рис. 5). Этапы повышенной водности 2.1–1.9 и 1.6–1.5 тыс. кал. л. н. находят отражение в палиноспектрах торфяников Приольхонья (Данько и др., 2009), а также в трансгрессивных фазах развития озерных бассейнов Даурии (Баженова, Черкашина, 2018). Последний из них (1.6–1.5 тыс. кал. л. н.) также можно объяснить дополнительным притоком влаги в результате таяния ледников в горах Восточного Саяна, зафиксированного 1.8–1.5 тыс. кал. л. н. (Stepanova et al., 2019). Сказанное может быть справедливо и для фазы 1.1–0.9 тыс. кал. л. н., частично совпавшей со средневековым температурным оптимумом. Позже, на временном промежутке, соответствующем Малому ледниковому периоду, эта фаза продолжилась, однако, судя по формированию почвы на высокой пойме, водность реки снизилась.

5. ВЫВОДЫ

1. Климатический фактор является ведущим в формировании пойменно-русловых комплексов исследуемой территории. При этом отклик флювиальных процессов на гидроклиматические изменения в голоцене был в значительной мере связан с неоднородным морфоструктурным строением долины р. Белой в ее нижнем течении.

2. Ландшафтно-климатические изменения позднеледниковья и голоцена на исследуемой территории обусловили чередование стадий высокой и низкой водности и связанные с ними этапы развития долины р. Белой в пределах равнинной части ее бассейна. Этапы относительно небольшого речного стока, характерного для временных интервалов 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 и 0.3–0 тыс. кал. л. н., сменяются этапами высокой водности и активного осадконакопления в периоды 7.0–5.6; 4.5–4.1 и 2.3–0.3 тыс. кал. л. н.

3. Развитие флювиальных процессов и ритмичность формирования исследуемых пойм хорошо вписывается в контекст региональных климатических изменений в позднеледниковье и голоцене, позволяя рассматривать поймы левобережных притоков р. Ангары в качестве значимых палеогеографических архивов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-27-00326 “Специфика формирования и факторы развития речных долин бассейнов левых притоков Ангары: современная динамика и палеогеографические аспекты”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО) [Электронный ресурс]. URL: https://gmvo.skniivh.ru (дата обращения: 23.02.2021).

Аржанникова А.А., Аржанников С.Г. (2005). Проявления новейших тектонических деформаций на юге Сибирской платформы. *Геология и геофизика*. Т. 46. № 3. С. 273–279.

Атлас Иркутской области. Экологические условия развития. (2004). Под. ред В.В. Воробьева, А.Н. Антипова, В.Ф. Хабарова. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН; М.: Роскартография. 90 с.

Баженова О.И., Черкашина А.А. (2018). Голоценовый морфолитогенез в озерных котловинах юго-восточного Забайкалья. *Геоморфология*. № 2. С. 4–19. https://doi.org/10.7868/S0435428118020013

Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А. и др. (2008). Климатические изменения и обстановки осадконакопления в среднем-позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье (на примере изучения поймы р. Иля). *Геология и геофизика*. Т. 49. № 12. С. 1294–1303.

Ботвинкина Л.Н. (1965). Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука. 263 с.

Безрукова Е.В., Белов А.В. (2010). Эволюция растительности на северо-востоке Лено-Ангарского плато в среднем-позднем голоцене. *География и природные ресурсы*. № 1. С. 90–98.

Безрукова Е.В., Решетова С.А., Волчатова Е.В. и др. (2022). Первые реконструкции ландшафтно-климатических изменений в центральной части Окинского плато (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене. *ДАН. Науки о Земле*. Т. 506. № 1. С. 104–110. https://doi.org/10.31857/S2686739722600722

Воробьёва Г.А. (2010). Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та. 205 с.

Воскресенский С.С. (1968). Геоморфология СССР. М.: Высшая школа. 367 с.

Геология СССР. Т. 17: Иркутская область. (1962). Под ред. М.М. Одинцова, С.Н. Ткалича. М.: Госгеолтехиздат. 514 с.

Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. (2022). Строение и хронология формирования пойменных отложений рек бассейна р. Белая (Верхнее Приангарье). *Геоморфология*. № 4. С. 42–55. https://doi.org/10.31857/S0435428122040046

Голубцов В.А., Опекунова М.Ю., Максимов Ф.Е. и др. (2020). Эоловые процессы в лесостепных ландшафтах Верхнего Приангарья в голоцене. *География и природные ресурсы*. № 4. С. 142–151. https://doi.org/10.21782/GIPR0206-1619-2020-4(142-151)

Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. (2017). Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Иркутск: ИГ СО РАН. 139 с.

Голубцов В.А., Черкашина А.А., Бронникова М.А. (2021). Карбонатные новообразования в степных и лесостепных почвах Байкальского региона: генезис, условия и хронология формирования. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 222 с.

Данько Л.В., Безрукова Е.В., Орлова Л.А. (2009). Реконструкция развития геосистем Приморского хребта во второй половине голоцена. *География и природные ресурсы*. № 3. С. 48–55.

Ендрихинский А.С. (1982). Последовательность основных геологических событий на территории Южной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. В сб.: *Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР*. Москва, Новосибирск: Наука. С. 6–35.

Золотарев А.Г. (1981). Некоторые проблемы неотектоники. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники юга Восточной Сибири масштаба 1:1 500 000. Л.: ВСЕГЕИ.

Куклина С.Л., Воробьева Г.А. (2019). Палеоэкологические условия почвообразования и осадконакопления на высокой пойме реки Белой (Западное Прибайкалье). *Известия ИГУ. Серия Биология. Экология*. Т. 29. С. 73–87. https://doi.org/10.26516/2073-3372.2019.29.73

Ламакин В.В. (1950). О динамической классификации речных отложений. *Землеведение*. Т. 3 (43). С. 161–168.

Лексакова В.Д. (1987). Максимальный сток рек бассейна р. Ангары. Новосибирск: Наука. 136 с.

Литвинцев Г.Г., Тараканова Г.И. (1970). К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Иркутского амфитеатра. *Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы*. Л.: Недра. С. 88–106.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. (1964). Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука. 195 с.

Малолетко А.М. (2008). Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Томский госуниверситет. 288 с.

Мац В.Д., Фуджии Ш., Машико К. и др. (2002). К палеогидрологии Байкала в связи с неотектоникой. *Геология и геофизика*. Т. 43. № 2. С. 142–154.

Мезолит Верхнего Приангарья. Ч. 1. Памятники Ангаро-Бельского и Ангаро-Идинского районов. (1971). Под ред. Г.И. Медведева. Иркутск: Изд. Иркутск. ун-та. 242 с.

Плоскогорья и низменность Восточной Сибири. (1971). Под ред. Н.А. Флоренсова. М.: Наука. 320 с.

Равский Э.И. (1972). Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука. 323 с.

Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. (2021). Формирование террас р. Тарбагатайки (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене. *География и природные ресурсы*. № 2. С. 132-140. https://doi.org/10.15372/GIPR20210214

Савельев Н.А., Уланов И.В. (2018). Керамика эпохи неолита мультислойчатого местонахождения Горелый Лес (Южное Приангарье). *Известия ИГУ. Сер. Геоархеология. Этнология. Антропология*. Т. 26. С. 46–85. https://doi.org/10.26516/2227-2380.2018.26.46

Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. (2012). Снижение стока рек равнин Северной Евразии в оптимум голоцена. *Водные ресурсы*. Т. 39. № 1. С. 40–53.

Тектоническая карта (масштаб 1:4 000 000). Атлас Иркутской области. (1962). М.–Иркутск: ГУГК СССР. С. 18–19.

Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А. (2010). Последний эрозионный врез в речных долинах юга Восточной Сибири. *Геология и геофизика*. Т. 51. № 8. С. 1108–1113.

Хотинский Н.А. (1977). Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 200 с.

Цейтлин С.М. (1979). Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука. 287 с.

Чалов Р.С. (2011). Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. М.: КРАСАНД. 960 с.

Чипизубов А.В., Аржанникова А.В., Воробьева Г.А. и др. (2001). Погребенные палеосейсмодислокации на юге Сибирской платформы. *Доклады РАН*. Т. 379. № 1. С. 101–103.

Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K. et al. (2012). Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology. *Quat. Sci. Rev*. V. 43. № 8. P. 74–93. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.012

Batbaatar J., Gillespie A. (2016). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II – new age constraints from Darhad basin. *Int. Geology Rev*. V. 58. Iss. 14. P. 1753–1779. http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1193452

Batbaatar J., Gillespie A., Fink D. et al. (2018). Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quat. Sci. Rev*. V. 182. P. 1–19. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001

Benito G., Macklin M.G., Panin A. et al. (2015). Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability. *Scientific Reports*. V. 5. 16398. https://doi.org/10.1038/srep16398

Bezrukova E.V., Reshetova S.A., Kulagina N.V. et al. (2022). Late Glacial and Holocene environmental history of the Oka Plateau, East Sayan Mountains (Siberia): a palaeolimnological study of several lakes. *Limnology and Freshwater Biology*. V. 4. P. 1397–1399. https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1397

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N. et al. (2010). Last glacial-interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: chronology, forcing and feedbacks. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*. V. 296. P. 185–198. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.020

Bird B.W., Barr R.C., Commerford J. et al. (2019). Late-Holocene floodplain development, land-use, and hydroclimate-flood relationships on the lower Ohio River, US. *The Holocene*. V. 29. P. 1856–1870. https://doi.org/10.1177/0959683619865598

Bridge J.S. (2003). Rivers and Floodplains, Forms, Processes, and Sedimentary Record. Oxford: Blackwell Science. 512 p.

Fedotov A.P., Chebykin E.P., Semenov M.Yu. et al. (2004). Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the upper Pleistocene and the Holocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 209. № 1-4. P. 245–257. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.022

Feng Z.-D., Ma Y.Z., Zhang H.C. et al. (2013). Holocene climate variations retrieved from Gun Nuur lake-sediment core in the northern Mongolian Plateau. *Holocene*. V. 23. № 12. P. 1721–1730. https://doi.org/10.1177/0959683613505337

Fukumoto Y., Kashima K., Orkhonselenge A. et al. (2012). Holocene environmental changes in northern Mongolia inferred from diatom and pollen records of peat sediment. *Quat. Int*. V. 254. P. 83–91. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.10.014

Holocene zooarchaeology of Cis-Baikal. (2017). Mainz: Nünnerich-Asmus Verl. & Media GmbH. 144 p.

IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 p. https://doi.org/10.1017/9781009157896

Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F. et al. (2000). A new record of Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* V. 156. № 3-4. P. 211–224.

Kobe F., Bezrukova E., Leipe C. et al. (2020). Holocene vegetation and climate history in Baikal Siberia reconstructed from pollen records and its implications for archaeology. *Archaeological Research in Asia*. V. 23. 100209. https://doi.org/10.1016/j.ara.2020.100209

Mann M., Zhang Z., Rutherford S. et al. (2009). Global signatures and dynamical origins of the little ice Age and Medieval climate anomaly. *Science*. V. 326. P. 1256.

Opekunova M.Y., Kichigina N.V., Rybchenko A.A. et al. (2023). Channel deformations and hazardous processes of the left-bank tributaries of the Angara River (Eastern Siberia). *Water*. V. 15. 291. https://doi.org/10.3390/w15020291

Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P. et al. (2017). Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain. *Quat. Sci. Rev*. V. 166. P. 266–288. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.12.002

Pears B., Brown A., Toms P. et al. (2020). A sub-centennial-scale optically stimulated luminescence chronostratigraphy and late Holocene flood history from a temperate river confluence. *Geology*. V. 48. P. 819–825. https://doi.org/10.1130/G47079.1

Ran M., Chen L. (2019). The 4.2 ka BP climatic event and its cultural responses. *Quat. Int*. V. 521. P. 158–167. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.030

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 725–757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A. (2021). Paleocryogenesis and erosional landform development in the Baikal region, Siberia, during the second half of the Late Pleistocene and the Holocene. *Archaeological Res. in Asia*. V. 26. 100277. https://doi.org/10.1016/j.ara.2021.100277

Schwanghart W., Schutt B., Walther M. (2008). Holocene climate evolution of the Ugii nuur Basin, Mongolia. *Adv. Atmos. Sci.* V. 25. № 6. P. 986–998. https://doi.org/10.1007/s00376-008-0986-4

Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Maksimov F.E. et al. (2016). Environmental and climate reconstructions of the Fore-Baikal area during MIS 5-1: Multiproxy record from terrestrial sediments of the Ust-Oda section (Siberia, Russia). *J. of Asian Earth Sci*. V. 129. P. 220–230. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.015

Stepanova O.G., Trunova V.A., Osipov E.Yu. et al. (2019). Glacier dynamics in the southern part of East Siberia (Russia) from the final part of the LGM to the present based on from biogeochemical proxies from bottom sediments of proglacial lakes. *Quat. Int*. V. 524. P. 4–12. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.003

Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E. et al. (2007). Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*. V. 252. P. 440–457. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.002

Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. (2009). Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel. *Climate of the Past*. V. 5. P. 285–295. https://doi.org/10.5194/cp-5-285-2009

Wang W., Feng Z. (2013). Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic record. *Earth-Sci. Rev*. V. 122. P. 38–57. http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.005

Zhang C., Zhang W., Feng Z.-D. et al. (2012). Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nuur. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*. V. 323–325. P. 75–86. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.032

THE CHRONOLOGY AND FORMATION CONDITIONS OF FLOODPLAIN GENERATIONS IN THE LOWER REACHES OF THE BELAYA RIVER (UPPER ANGARA REGION)[1]

V. A. Golubtsov[a,#], M. Yu. Opekunova[a,b,##], and M. V. Smirnov[a,c]

[a] *Sochava Institute of geography SB RAS, Irkutsk, Russia*
[b] *Irkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia*
[c] *Institute of Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia*
[#] *E-mail: tea_88@inbox.ru*
[##] *E-mail: opek@mail.ru*

A geomorphological study of a key section of the Belaya River valley in the lower reaches is conducted to reconstruct the Holocene history of the development of the valley. The spatial distribution of floodplain generations of different morphology and low terrace levels is analyzed. To clarify the age relationships of various surfaces, a study of the facies structure and composition of deposits of ten pits and seven boreholes on a cross-section profile was carried out, the age of formation of alluvial strata was determined by radiocarbon dating. The structure of the longitudinal profile of the floodplain and the channel, the absence of signs of constrative accumulation of alluvium, suggests the absence of the tectonic influence on the formation of alluvium in the floodplains and low terraces of the Belaya River. However, the control of the development of a number of bands in the lower reaches of the Belaya River by system of lineaments and the associated stability of these landforms determined their representativeness for assessing the rhythm of alluvial sedimentation and the development of fluvial processes in the Holocene. The landscape-climatic changes at the end of the Late Glacial and Holocene caused the alternation of the stages of high and low water level and the stages of development of the Belaya River valley associated with them within the plain part of its basin. Stages of a relatively small river runoff, typical for time intervals 12.9–7.0; 5.6–4.5; 4.1–2.3 and 0.3–0 kyr BP changed by stages of high-water levels and active floodplain sedimentation 7.0–5.6; 4.5–4.1 and 2.3–0.3 kyr BP. The development of fluvial processes and the rhythmicity of the formation of the studied floodplains correlates well with the context of regional temperature and humidity changes during the Late Glacial and Holocene, allowing us to consider the floodplains of the left-bank tributaries of the Angara River as significant paleogeographic archives.

Keywords: river valleys, floodplain-channel complexes, alluvial deposits, Holocene, Baikal region

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out with the financial support of the RSF (project № 22-27-00326 "Specifics of formation and factors of development of river valleys of the basins of the left tributaries of the Angara: modern dynamics and paleogeographic aspects").

REFERENCES

Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K. et al. (2012). Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology. *Quat. Sci. Rev*. V. 43. № 8. P. 74–93. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.012

Arzhannikova A.A., Arzhannikov S.G. (2005). Neotectonic deformation in the southwestern Siberian craton. *Russian Geology and Geophysics*. V. 46. № 3. P. 273–279.

Avtomatizirovannaya informatsionnaya sistema gosudarstvennogo monitoringa vodnykh ob"ektov (AISGMVO) (Automated information system for state monitoring of water bodies (AIS GMVO)) [Electronic data]. Access way: https://gmvo.skniivh.ru (access date: 23.02.2021)

Batbaatar J., Gillespie A. (2016). Outburst floods of the Maly Yenisei. Part II – new age constraints from Darhad basin. *Int. geology Rev*. V. 58. Iss. 14. P. 1753–1779. http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2016.1193452

Batbaatar J., Gillespie A., Fink D. et al. (2018). Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quat. Sci. Rev*. V. 182. P. 1–19. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001

Bazarova V.B., Mokhova L.M., Bazarov K.Yu. et al. (2008). Climatic changes and alluvial sedimentation settings in southeastern Transbaikalia in the Middle-Late Holocene (by the example of the Ilya floodplain). *Russian Geology and Geophysics*. V. 49. № 12. P. 978–985. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.03.008

Bazhenova O.I., Cherkashina A.A. (2018). Holocene morpholithogenesis in the lake basins of Southeastern Transbaikalia. *Geomorfologiya*. № 2. P. 4–19. (in Russ.) https://doi.org/10.7868/S0435428118020013

Benito G., Macklin M.G., Panin A. et al. (2015). Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene

[1] *For citation*: Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu., Smirnov M.V. (2024). The chronology and formation conditions of floodplain generations in the lower reaches of the Belaya River (Upper Angara region). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 4. P. 111–128. (in Russ.). https://doi.org/10.31857/S2949178924040073; https://elibrary.ru/FGISXJ

climatic variability. *Scientific Reports*. V. 5. 16398. https://doi.org/10.1038/srep16398

Bezrukova E.V., Belov A.V. (2010). Vegetation evolution in the northeastern part of the Lena-Angara plateau during the Mid-Late Holocene. *Geography and Natural Resources*. V. 31. № 1. P. 41–47. https://doi.org/10.1016/j.gnr.2010.03.008

Bezrukova E.V., Reshetova S.A., Kulagina N.V. et al. (2022). Late Glacial and Holocene environmental history of the Oka Plateau, East Sayan Mountains (Siberia): a palaeolimnological study of several lakes. *Limnology and Freshwater Biology*. V. 4. P. 1397–1399. https://doi.org/10.31951/2658-3518-2022-A-4-1397

Bezrukova E.V., Reshetova S.A., Volchatova E.V. et al. (2022). The first reconstruction of vegetation and climate changes in the central part of the Oka plateau (East Sayan mountains) in the Middle-Late Holocene. *Dokl. Earth Sci*. V. 506. № 1. P. 687–692. https://doi.org/10.1134/S1028334X22700064

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N. et al. (2010). Last glacial-interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: chronology, forcing and feedbacks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. V. 296. P. 185–198. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.020

Bird B.W., Barr R.C., Commerford J. et al. (2019). Late-Holocene floodplain development, land-use, and hydroclimate–flood relationships on the lower Ohio River, US. *Holocene*. V. 29. P. 1856–1870. https://doi.org/10.1177/0959683619865598

Botvinkina L.N. (1965). *Metodicheskoe rukovodstvo po izucheniyu sloistosti* (Methodological guide to the study of layering). Moscow: Nauka (Publ.). 263 p. (in Russ.)

Bridge J.S. (2003). Rivers and Floodplains, Forms, Processes, and Sedimentary Record. Oxford: Blackwell Science. 512 p.

Chalov R.S. (2011). Ruslovedenie: teoriya, geografiya, praktika. T 2. Morfodinamika rechnykh rusel (Riverbed science: theory, geography, practice. V. 2. Morphodinamics of river channels). Moscow: KRASAND (Publ.). 960 p. (in Russ.)

Chipizubov A.V., Arzhannikova A.V., Vorobyeva G.A. et al. (2001). Buried paleoseismic dislocations in the south of the Siberian platform. *Dokl. Earth Sci*. V. 379. № 5. P. 586–588. (in Russ.)

Danko L.V., Bezrukova E.V., Orlova L.A. (2009). Reconstructing the development of the geosystems of the Prymorsky Range during the latter half of the Holocene. *Geography and Natural Resources*. V. 30. № 3. P. 246–252. https://doi.org/10.1016/j.gnr.2009.09.008

Endrikhinsky A.S. (1982). Sequence of main geologic events on south of Siberia during late Pleistocene and Holocene. In: *Pozdnii pleistotsen i golotsen yuga Vostochnoi Sibiri*. K XI Kongressu INQUA v SSSR. Moscow–Novosibirsk: Nauka (Publ.). P. 6–35. (in Russ.)

Fedotov A.P., Chebykin E.P., Semenov M.Yu. et al. (2004). Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the upper Pleistocene and the Holocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*. V. 209. № 1–4. P. 245–257. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.022

Feng Z.-D., Ma Y.Z., Zhang H.C. et al. (2013). Holocene climate variations retrieved from Gun Nuur lake-sediment core in the northern Mongolian Plateau. *Holocene*. V. 23. № 12. P. 1721–1730. https://doi.org/10.1177/0959683613505337

Florensov N.A. (Eds.). (1971). Ploskogor'ya i nizmennosti Vostochnoi Sibiri (Plateau and lowlands of Eastern Siberia). Moscow: Nauka (Publ.). 321 p. (in Russ.)

Fukumoto Y., Kashima K., Orkhonselenge A. et al. (2012). Holocene environmental changes in northern Mongolia inferred from diatom and pollen records of peat sediment. *Quat. Int*. V. 254. P. 83–91. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.10.014

Golubtsov V.A., Cherkashina A.A., Bronnikova M.A. (2021). Karbonatnye novoobrazovaniya v stepnykh i lesostepnykh pochvakh Baikal'skogo regiona: genesis, usloviya i chronologiya formirovaniya (Secondary carbonate accumulations in steppe and forest-steppe soils of Baikal region: genesis, chronology and forming conditions). Novosibirsk: SO RAN (Publ.). 222 p. (in Russ.)

Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu. (2022) Structure and chronology of floodplain deposits within Belaya River basin. *Geomorfologiya*. V. 53. № 4. P. 42–55. (in Russ.). https://doi.org/10.31857/S0435428122040046

Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu., Maksimov F.E. et al. (2020). Aeolian processes in the forest-steppe landscapes of the Upper Angara region in the Holocene. *Geography and natural resources*. V. 41. № 4. P. 381–389. https://doi.org/10.1134/S1875372841040095

Golubtsov V.A., Ryzhov Yu.V., Kobylkin D.V. (2017). Pochvoobrazovanie i osadkonakoplenie v Selenginskom srednegor'e v pozdnelednikov'e i golotsene (Pedogenesis and sedimentation in the Selenga Middle Mountains in the Late Glacial and Holocene). Irkutsk: Institut geografii SO RAN (Publ.). 139 p. (in Russ.)

Holocene zooarchaeology of Cis-Baikal. (2017). Mainz: Nünnerich-Asmus Verl. & Media GmbH. 144 p.

IPCC, Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. (2021). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 2391 p. https://doi.org/10.1017/9781009157896

Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Williams D.F. et al. (2000). A new record of Holocene climate change from the bottom sediments of Lake Baikal. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*. V. 156. № 3-4. P. 211–224.

Khotinsky N.A. (1977). Golotsen Severnoi Evrazii (Holocene of Northern Eurasia). Moscow: Nauka (Publ.). 200 p. (in Russ.)

Kobe F., Bezrukova E., Leipe C. et al. (2020). Holocene vegetation and climate history in Baikal Siberia reconstructed from pollen records and its implications for archaeology. *Archaeological Research in Asia*. V. 23. 100209. https://doi.org/10.1016/j.ara.2020.100209

Kuklina S.L., Vorobyeva G.A. (2019). Paleoecological conditions of pedogenesis and sedimentation on high

floodplain of Belaya River (Western Cisbaikalia). *Izvestiya IGU. Seriya Biologiya. Ecologiya*. V. 29. P. 73–87. (in Russ.)
https://doi.org/10.26516/2073-3372.2019.29.73

Lamakin V.V. (1950). About dynamic classification of river deposits. *Zemlevedeniye*. Vol. 3. No. 43. P. 161–168. (in Russ.)

Leksakova V.D. (1987) Maksimalnyi stok rek basseina reki Angary (Maximal runoff of rivers in Angara basin). Novosibirsk: Nauka (Publ.). 136 p. (in Russ.)

Litvintsev G.G., Tarakanova G.I. (1970). K voprosu o stratigrafii chetvertichnykh otlozhenii Irkutskogo amfiteatra. Geologiya i poleznye iskopaemye yuga Sibirskoi platformy (On the question of the stratigraphy of quaternary deposits of the Irkutsk amphitheater. Geology and minerals of the South of the Siberian platform). Leningrad: Nedra (Publ.). P. 88–106. (in Russ.)

Logachev N.A., Lomonosova T.K., Klimanova V.M. (1964). Kainozoiskie otlozheniya Irkutskogo amfiteatra (Cenozoic deposits of the Irkutsk amphitheate). Moscow: Nauka (Publ.). 195 p. (in Russ.)

Maloletko A.M. (2008). Evolutsiya rechnykh sistem Zapadnoi Sibiri v mezozoe i kainozoe (Evolution of river systems of Western Siberia in Mesozoic and Cenozoic). Tomsk: TGU Publ. 288 p. (in Russ.)

Mann M., Zhang Z., Rutherford S. et al. (2009). Global signatures and dynamical origins of the little ice Age and Medieval climate anomaly. *Science*. V. 326. P. 1256.

Mats V.D., Fudjii Sh., Mashiko K. et al. (2002). Paleohydrology of Lake Baikal in relation to neotectonics. *Russian Geology and Geophysics*. V. 43. № 2. P. 129–142.

Medvedev G.I. (Eds.). (1971). Mezolit Verkhnego Priangariya. Ch. 1. Pamyatniki Angaro-Bel'skogo i Angaro-Idinskogo raionov (Mesolithic of Upper Angara region. Ch. 1. Archeological sites of Angara-Bel'sk and Angara-Ida districts). Irkutsk: Irkutsk State University (Publ.). 242 p. (in Russ.)

Odintcov M.M., Tkalich S.N. (Eds.). (1962). Geologiya SSSR (Geology of USSR). Moscow: Gosgeoltekhizdat (Publ.). 514 p. (in Russ.)

Opekunova M.Y., Kichigina N.V., Rybchenko A.A. et al. (2023). Channel deformations and hazardous processes of the left-bank tributaries of the Angara River (Eastern Siberia). *Water*. V. 15. 291.
https://doi.org/10.3390/w15020291

Panin A., Adamiec G., Buylaert J.-P. et al. (2017). Two Late Pleistocene climate-driven incision/aggradation rhythms in the middle Dnieper River basin, west-central Russian Plain. *Quat. Sci. Rev*. V. 166. P. 266–288.
https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.12.002

Pears B., Brown A., Toms P. et al. (2020). A sub-centennial-scale optically stimulated luminescence chronostratigraphy and late Holocene flood history from a temperate river confluence. *Geology*. V. 48. P. 819–825.
https://doi.org/10.1130/G47079.1

Ran M., Chen L. (2019). The 4.2 ka BP climatic event and its cultural responses. *Quat. Int*. V. 521. P. 158–167.
https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.030

Ravskiy E.I. (1972). Osadkonakoplenie i klimaty Vnutrennei Azii v antropogene (Sedimentations and climates of Inner Asia in anthropogene). Moscow: Nauka (Publ.). 323 p. (in Russ.)

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon*. V. 62. Iss. 4. P. 725–757.
https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A. (2021). Paleocryogenesis and erosional landform development in the Baikal region, Siberia, during the second half of the Late Pleistocene and the Holocene. *Archaeological Research in Asia*. V. 26. 100277.
https://doi.org/10.1016/j.ara.2021.100277

Ryzhov Yu.V., Golubtsov V.A., Opekunova M.Yu. (2021). The formation of terraces of the Tarbagataika river (Western Transbaikalia) in the Late Glacial and Holocene. *Geography and Natural Resources*. V. 42. № 2. P. 164–171.
https://doi.org/10.1134/S1875372821020116

Savelyev N.A. Ulanov I.V. (2018). Ceramics of the Neolithic age of the multilayered location of the Burnt Forest (Southern Angara region). *Izvestiya IGU. Seriya Geoarkheologiya. Etnologiya. Antropologiya*. V. 26. P. 46–85. (in Russ.)

Schwanghart W., Schutt B., Walther M. (2008). Holocene climate evolution of the Ugii nuur Basin, Mongolia. *Adv. Atmos. Sci.* V. 25. № 6. P. 986–998.
https://doi.org/10.1007/ s00376-008-0986-4

Shchetnikov A.A., Bezrukova E.V., Maksimov F.E. et al. (2016). Environmental and climate reconstructions of the Fore-Baikal area during MIS 5-1: Multiproxy record from terrestrial sediments of the Ust-Oda section (Siberia, Russia). *J. of Asian Earth Sci*. V. 129. P. 220–230.
http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.015

Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. (2012). River runoff decrease in North-Eurasian Plains during the Holocene optimum. *Water Resources*. V. 39. № 1. P. 69–82.
https://doi.org/10.1134/S0097807812010113

Stepanova O.G., Trunova V.A., Osipov E.Yu. et al. (2019). Glacier dynamics in the southern part of East Siberia (Russia) from the final part of the LGM to the present based on from biogeochemical proxies from bottom sediments of proglacial lakes. *Quat. Int*. V. 524. P. 4–12.
https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.003

Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E. et al. (2007). Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*. V. 252. P. 440–457.
https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.05.002

Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. (2009). Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel. *Climate of the Past*. V. 5. P. 285–295.
https://doi.org/10.5194/cp-5-285-2009

Tseitlin S.M. (1979). Geologiya paleolita Severnoi Azii (Geology of the Paleolithic of Northern Asia). Moscow: Nauka (Publ.). 287 p. (in Russ.)

Tektonicheskaya karta (masshtab 1:4 000 000). Atlas Irkutskoi oblasti (Tectonic map (scale 1:4 000 000). Atlas Irkut region). (1962). Moscow–Irkutsk: GUGK SSSR (Publ.). P. 18–19.

Ufimtsev G.F., Shchetnikov A.A., Filinov I.A. (2010). Latest erosional incision in river valleys of Southern East Siberia. *Russian Geology and Geophysics*. V. 51. № 8. P. 863–867. https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.07.006

Vorobyev V.V., Antipov A.N., Khabarov V.F. (Eds.). (2004). Atlas. Irkutskaya oblast': ekologicheskie usloviya razvitiya (Atlas. Irkutsk region: environmental conditions for the development). Irkutsk: IG SO RAN; Moscow: Roskartografiya (Publ.). 90 p. (in Russ.)

Vorobyeva G.A. (2010). Pochva kak letopis' prirodnykh sobytii Pribaikal'ya: problema evolutsii i klassifikattsii pochv (Soil as a memory of natural events of Cisbaikalia: problems of evolution and classification of soils). Irkutsk: Irkutsk. un-t (Publ.). 205 p. (in Russ.)

Voskresenskii S.S. (1968). Geomorfologiya SSSR (Geomorphology of the USSR). Moscow: Vysshaya shkola (Publ.). 367 p. (in Russ.)

Zolotarev A.G. (1981). Some problems of neotectonics. Ob"yasnitel'naya zapiska k karte noveishei tektoniki yuga Vostochnoi Sibiri (1:1 500 000). Leningrad: VSEGEI (Publ.). (in Russ.)

Wang W., Feng Z. (2013). Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic record. *Earth-Sci. Rev*. V. 122. P. 38–57. http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.005

Zhang C., Zhang W., Feng Z.-D. et al. (2012). Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nuur. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol*. V. 323–325. P. 75–86. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.032